

제주 북부 화산암류의 광물화학

박준범 · 권성택

연세대학교 이과대학 지질학과

요 약: 우리는 기존 연구에서 제주 북부 화산암류는 P_2O_5/K_2O 비가 0.3 이상인 HPK군과 그 이하인 LPK군으로 구분되며, 이들의 지화학적인 특징이 서로 다름을 보고하였다(박준범과 권성택, 1993a와 1993b). 이 논문은 전암의 지화학적 차이가 구성 광물의 화학성분에 어떻게 반영되는가를 알아보기 위해, 화산암류내 사장석, 감람석, 그리고 단사휘석의 광물화학적 특징을 고찰하고, 광물과 전암 사이의 평형관계를 밝히고자 한다. 두 암석군에서 사장석과 감람석의 성분적 특징은 서로 중첩된다. 한편 단사휘석의 Al^{IV}/Al^{VI} 비는 전반적으로 저압보다는 심부에서 정출되었음을 나타내며, 암석군에 따른 그 비의 차이는 LPK군이 HPK군에 비해 상대적으로 높은 압력에서 결정화작용을 겪었다고 추정된 것보다도 일치한다(박준범과 권성택, 1993a). 사장석과 단사휘석 반정들은 주로 반자형 혹은 자형이며 균질한 성분을 가져 대부분 액체와 평형을 이루었음을 시사하나, 이들 광물의 분배계수가 정확히 알려져 있지 않아 광물 성분으로 평형관계를 말하기는 어렵다. 한편 평형상수가 잘 알려진 감람석 반정은 분명히 비평형관계를 보이는 것들이 확인되는데, 이들은 모두 하와이아이트 성분을 가진다. 이는 하와이아이트를 분출하는 마그마 과정이 다른 성분의 것과는 다르다는 것을 시사한다. 또한 제주 화산암에서 혼화작용을 시사하는 사장석 외래결정과 피저나이트 포획체에 대하여 우리가 아는 한 처음으로 보고한다. 결론적으로 비평형의 반정과 외래결정의 산출은 마그마 방에서의 분화과정의 단순하지 않았음을 의미한다.

핵심어: 제주 화산암, 광물화학, 평형관계, 사장석 외래결정, 피저나이트 포획체

서 언

맨틀의 부분용융에 의해 형성된 초생 마그마는 근원지로부터 분리되어 지표로 이동되는 동안 분별 결정작용, 마그마의 혼합(mixing), 주변암의 오염(contamination) 등과 같은 다양한 과정을 겪으면서 분화하게 된다. 이러한 마그마의 분화과정 동안 다양한 성분의 마그마와 성인적으로 관련되어 정출되는 광물의 성분은 그 마그마의 지화학적 특징을 반영한다(Cox *et al.*, 1979; Wilson, 1989). 따라서 광물의 조직과 화학적인 특징에 대한 연구는 이들이 구성하고 있는 암석의 성인을 이해하는데 도움을 줄 수 있다(예, Ewart, 1980; Gill, 1981).

제주도 화산암류의 구성 광물에 대한 광물화학적 연구는 Lee(1982)와 Lee(1989)에 의해 이루어져 광물의 기재적 특징 및 일반적인 화학 성분이 보고된 바 있다. 하지만 이들은 주로 전암 성분에 의해 명명된 암석명에 따른 일정한 암석 성분 구간에서 광물 성분의 변화에 연구의 초점을 맞추었기 때문에, 암석과 반정 광물의 평형 여부에 대한 검토는 이루어지지 않았다.

이전의 연구(박준범과 권성택, 1993a와 1993b)에서 제주 북부 광령계곡 및 어리목 등산로 주변지역(그림 1)의 화산암류는 P_2O_5/K_2O 비가 0.3 이상인 암류(HPK군)와 그 이하인 암류(LPK군)로 구분되며, 이들의 지화학적 특징이 서로 다름을 보고하였다. 특히 두 암석군의 전암 성분에 대한 MgO -변화도에서 주성분 및 호정적(compatible) 미량성분 원소의 변화경향은 두 암석군이 감람석, 단사휘석, 사장석 그리고 Fe-Ti 산화광물이 각각 다른 조합을 이루어 정출된 것과 연관이 있음을 보였다.

이 논문은 두 암석군의 전암에 대한 지화학적 차이가 구성광물의 화학성분에 어떻게 반영되는가를 알아보기 위해, 북부 화산암류내 사장석, 감람석, 단사휘석 그리고 Fe-Ti 산화광물의 성분 변화 및 광물화학적 특징을 보고하고, 이들과 전암과의 평형관계를 고찰한다.

시료 및 분석절차

이 연구의 시료는 제주 북부 광령계곡 및 어리목-영실 등산로에서 채취된 것인데, 기존 연구(박준범과

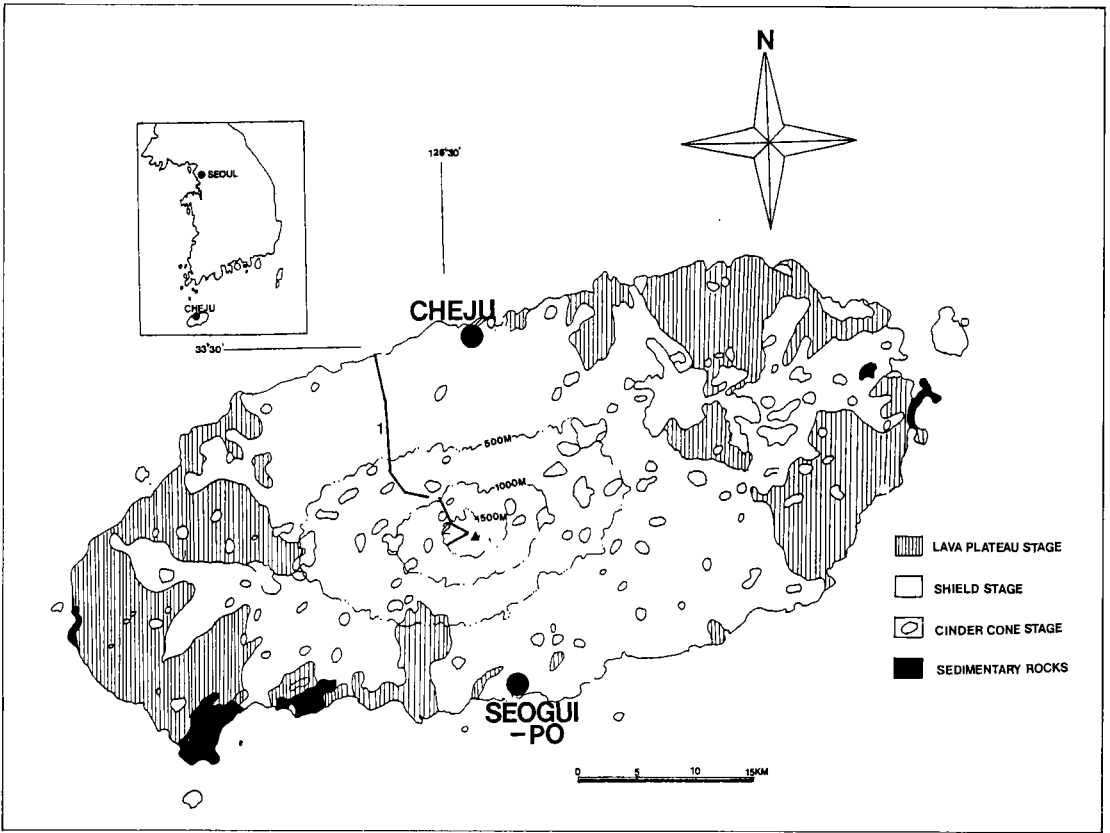


Fig. 1. Simplified geologic map of Cheju Island and sampling sites. Division of volcanic stages is from Lee (1982). Contour interval is 500 m. Locations: 1. Kwangryeong gulch, 2. Aerimok-Yongsil trail.

권성택, 1993a, b)에서 주성분 및 미량성분이 보고된 것과 동일한 것이다. 전남 주성분 원소에 대한 MgO-변화도에서 양호한 직선의 변화 경향을 보이는 것 중에서 암석 성분에 따라, 현무암(J17, J28), 하와이 아이트(J2, J6, J29), 뮤저라이트(J12, J20, J30, J38), 그리고 조면암(J37, J40)의 시료를 선택하여 광물 화학성분을 분석하였다. 조면암을 제외한 시료 중 HPK군에 속하는 것은 5개(J2, J17, J20, J29, J30)이며, LPK군은 4개(J6, J12, J28, J38)이다.

광물의 정량분석에는 연세대학교 지질학과에 설치되어 있는 파장분산형의 JEOL JCX-733 전자현미분석기를 이용하였다. 각 시료의 반정과 석기에 대해 2~5개의 입자를 선택하여 이들로부터 2~15점의 분석치를 구하였다. 분석조건은 조사전류(probe current) 15 nA, 가속전압 15 kV, 빔 직경 10 μm, 측정시간은 피크인 경우 10초간 3회, 그리고 배경치(background)인 경우 5초간 2회이다. 측정 결과는

Bence and Albee(1968)의 방법에 의해 보정되었다. 분석시 정밀도를 점검하기 위해 성분이 알려진 표준시료(사장석, 투회석, 감람석, 커수타이트)를 함께 분석하였다. 이들 표준시료의 반복된 분석치는 각 광물에서 평균적으로 원소의 함량이 5 wt% 이상일 때는 2%, 1~5 wt%에서는 5%, 0.1~1 wt%는 10%, 0.1 wt% 미만인 경우는 20~50%의 상대오차(1σ)를 각각 보인다.

전자현미분석은 FeO와 Fe₂O₃의 함량을 따로 구분할 수 없으므로, 단사회석의 단성분은 철의 총량(total Fe)을 FeO로 가정하여 6 oxygen-basis로 구조식을 계산하여(Fodor and Keil, 1975; Wass, 1979), 세 단성분의 함량비로 표현하였고(Cameron and Pappe, 1980), Deer *et al.*(1963)의 명명법에 따랐다. 한편, Fe-Ti 산화광물의 분석치는 Carmichael(1967)의 방법으로 FeO와 Fe₂O₃ 그리고 ulvospinel-물과 R₂O₃를 계산하였다.

광물 조직

반정 및 미반정의 사장석은 대개 아등립형(sub-quant) 혹은 목편상(lath)이나 가끔 쐐기(wedge)형으로 출현한다. 주로 알바이트-칼스바드 쌍정을 가지며, 드물게 미약한 패치(patchy)형의 광학적 누대구조를 보이기도 한다. 또한, J6에서는 용식(resorption)되어 체(sieve) 조직을 보이거나 불규칙한 결정면을 가지는 것도 산출한다.

알칼리장석은 현무암에서 뮤저라이트 성분의 암석에서는 석기 광물로 드물게 산출하는 것으로 보고되었지만(Lee, 1982), 이 연구에서는 관찰되지 않았다. 한편 조면암에서는 석기 광물(J40) 및 중립의 여러 결정이 모여 취반상(J37)을 이룬다.

감람석 반정은 아원형의 반자형 결정이 주를 이루나, 드물게 평행 성장에 의한 주상형의 미반정(J20)으로도 출현한다. 신선한 경우도 있으나 결정의 균열부분(parting)과 주변부를 따라 미약하게 이당사이트화된 것이 많으며, 용식상을 보이거나, 일부 완전히 산화광물로 치환되어 가상(pseudomorph)만을 가지는 것도 있다.

단사휘석은 갈색의 반자형에서 타형으로 한방향 혹은 두방향의 벽개(cleavage)와 균열이 발달하며, 불규칙한 결정면을 가진다. 반정광물 중 그 함량이 가장 작아 시료에 따라 나타나지 않는 경우도 있으며, 시료 J2, 17, 29, 30에서는 단일 거정(2~3 mm 정도)의 반정과 함께 타형의 결정이 서로 맞물려 성장한 콘서탈(consertal) 조직을 이루는 미반정이 산출한다. 드물게 미약한 부채꼴(sector)의 광학적 누대구조나 혹은 바베노(baveno) 쌍정을 보인다. 조면암에서는 녹색의 반자형을 띠며 결정 주변부가 타형의 산화광물에 의해 둘러싸여 있다.

Fe-Ti 산화광물은 대개 타형으로 석기나 다른 반정 광물의 포획체로 산출되지만, 드물게 일부 시료에서 미반정의 독립된 단결정(J20, 29, 30, 40)이나 다른 광물과 공존상(J12, 37)을 이룬다. 이러한 경우는 삼각형이나 사각형의 외형을 가지며, 드물게 결정 내부에 버미쿨리틱(vermiculitic) 조직을 가지기도 하거나, 혹은 결정 주변부가 세립의 적철석화되어 있다.

광물 화학

분석된 광물의 평균 성분은 표 1(사장석), 표 2(감람석), 표 3(단사휘석), 그리고 표 4(Fe-Ti 산화

광물)에 나타내었는데, 대부분의 경우 분석된 시료에서 각 광물의 성분은 평균치에서 사장석은 An 함량의 ±3, 감람석과 단사휘석은 Mg#(몰 Mg/Mg+Fe²⁺)의 ±0.02로 거의 균질한 성분을 가진다. 하지만 성분 누대구조를 가지는 반정은 내부와 주변부로 구분하였다. 각 광물의 성분변화는 암석 성분변화와 광물 조직(반정, 미반정, 석기)에 따라 구분하여, 사장석인 경우는 An-Or 단성분 그림(그림 2)에, 감람석은 Fo-MnO 그림(그림 3)에, 그리고 단사휘석은 CaMg-Mg-Fe-CaFe 단성분 분류도(그림 4)에, 또한 Fe-Ti 산화광물은 RO·TiO₂-RO-R₂O₃ 삼각도(그림 5)에 나타내었다.

사장석

알칼리현무암

분석된 두 시료의 반정 및 미반정은 An₆₀₋₅₉이며, 석기(J17)는 An₅₃으로 모두 라브라도라이트이다.

하와이아이트

반정 및 미반정은 라브라도라이트(An₅₉₋₅₁)이며, 석기는 안데신(An₅₀₋₄₈)이다. 일부 시료(J2, J6)는 외래 결정으로 보이는 것들을 포함한다. J6에서 체형의 심한 용식상을 가져 다른 반정과 구분이 되는 외래 결정(직경 약 2 mm 정도; 그림 6a)이 관찰된다. 이 결정의 내부는 거의 균질하여 안데신(An₃₆)이나 주변부는 이 시료내의 다른 반정(미반정)의 성분과 유사한 라브라도라이트(An₅₄)로서, 점이적인 성분변화를 보이지 않고 급한 변화를 보이는 역누대구조를 가진다. 또한 J2에는 석기 결정(An₃₇Or₆)으로 산출한다.

뮤저라이트

반정 및 미반정은 An₅₇₋₅₃으로 라브라도라이트에 해당한다. 한편 석기 및 J12의 반정은 안데신(An₄₈₋₄₂)이다.

조면암

J40의 사장석 반정(미반정)은 안데신(An₃₄₋₃₂Or₅₋₆)에 해당한다. 한편 석기(J40) 및 반정(J37)으로 산출하는 알칼리장석의 성분은 아노소클래스(anorthoclase; Or₄₀₋₃₁An₇₋₄)이다.

일반적으로 사장석의 An·Or 관계에서 Or몰은 울리고클래스 이후부터 증가한다고 하지만(Deer *et al.*,

Table 1. Average compositions of the representative analyses and structural formulae for plagioclases and alkali feldspars

A. plagioclase											
Group ¹	HPK			LPK			LPK	HPK		HPK	LPK
Sample No.	J2(Hw ²)			J6(Hw)			J12(Mu)	J17(Ba)		J20(Mu)	J28(Ba)
NOA	11	2	2	12	4	3	11	9	4	9	5
	P&MP	G	XG	P&MP	XP-C	XP-M	P&MP	P&MP	G	MP&G	MP
SiO ₂	54.09	56.23	59.53	56.34	59.60	54.99	56.89	54.38	55.06	54.87	53.17
Al ₂ O ₃	28.50	26.85	24.52	27.15	25.26	28.16	26.69	28.81	27.58	27.74	28.49
FeO(T)	0.46	0.67	0.60	0.48	0.23	0.43	0.30	0.49	0.74	0.53	0.52
CaO	12.23	10.40	7.73	10.33	7.46	11.18	9.67	12.14	10.79	11.43	12.11
Na ₂ O	4.55	5.56	6.22	5.32	6.84	5.06	5.62	4.44	5.08	4.83	4.30
K ₂ O	0.32	0.52	1.40	0.55	0.55	0.27	0.31	0.31	0.46	0.27	0.36
Total	100.15	100.22	100.00	100.16	99.93	100.10	99.49	100.57	99.71	99.67	98.94
8(O)											
Si	2.449	2.537	2.674	2.537	2.663	2.483	2.568	2.449	2.499	2.490	2.437
Al	1.521	1.427	1.298	1.441	1.330	1.499	1.420	1.529	1.475	1.483	1.539
Fe	0.017	0.025	0.023	0.018	0.008	0.016	0.012	0.019	0.028	0.020	0.020
	3.988	3.989	3.994	3.996	4.002	3.998	4.000	3.997	4.002	3.993	3.996
Ca	0.593	0.503	0.372	0.498	0.357	0.541	0.468	0.586	0.525	0.556	0.595
Na	0.400	0.486	0.542	0.464	0.592	0.443	0.492	0.387	0.447	0.425	0.382
K	0.018	0.030	0.080	0.031	0.031	0.016	0.018	0.018	0.027	0.016	0.021
	1.011	1.019	0.994	0.994	0.981	1.000	0.977	0.991	0.998	0.996	0.998
%Or	1.8	2.9	8.1	3.2	3.2	1.6	1.8	1.8	2.7	1.6	2.1
Ab	39.5	47.7	54.5	46.7	60.4	44.3	50.3	39.1	44.8	42.6	38.3
An	58.7	49.4	37.4	50.1	36.4	54.1	47.9	59.1	52.7	55.8	59.6

FeO(T) as Total Fe.

1; HPK indicates rocks with $P_2O_5/K_2O > 0.3$, while LPK with $P_2O_5/K_2O < 0.3$. 2; rock types: Ba-basalt, Hw-hawaiiite, Mu-mugearite, Tr-trachyte. Abbreviations: NOA-numbers of discrete analyses, P-phenocryst, MP-microphenocryst, G-groundmass, X-xenocryst, C-core, M-margin.

B. alkali feldspar

Group ¹	HPK			HPK		LPK		J40(Tr)		J37(Tr)		J40(Tr)
Sample No.	J29(Hw)			J30(Mu)		J38(Mu)		J40(Tr)		J37(Tr)		J40(Tr)
NOA	6	5	2	14	3	7	6	8	5	12	4	1
	P	MP	G	P	G	P	MP	P	MP	P&MP	G	G
SiO ₂	56.03	56.16	56.68	55.02	57.66	53.98	54.77	59.65	59.75	65.96	65.58	64.54
Al ₂ O ₃	27.43	27.29	26.43	27.75	25.62	28.36	27.71	24.97	24.75	19.60	19.76	19.51
FeO(T)	0.38	0.37	0.84	0.31	0.52	0.54	0.70	0.33	0.31	0.19	0.37	0.72
CaO	10.85	10.51	9.76	10.82	8.62	11.43	10.80	7.13	6.71	0.92	1.15	1.51
Na ₂ O	5.07	5.21	5.52	4.98	5.89	4.64	5.03	7.16	7.25	6.67	7.44	7.19
K ₂ O	0.48	0.51	0.66	0.40	0.82	0.33	0.45	0.95	1.05	6.88	5.60	5.00
Total	100.23	100.06	99.89	99.28	99.12	99.28	99.45	100.18	99.81	100.21	99.89	98.47
8(O)												
Si	2.522	2.531	2.561	2.500	2.613	2.460	2.492	2.667	2.679	2.955	2.940	2.934
Al	1.455	1.450	1.408	1.486	1.368	1.524	1.486	1.316	1.308	1.035	1.044	1.046
Fe	0.014	0.014	0.032	0.012	0.020	0.021	0.027	0.012	0.011	0.007	0.014	0.027
	3.992	3.994	4.001	3.999	4.001	4.005	4.004	3.996	3.999	3.997	3.999	4.007
Ca	0.523	0.508	0.473	0.527	0.418	0.558	0.526	0.342	0.323	0.044	0.055	0.074
Na	0.442	0.455	0.483	0.439	0.518	0.410	0.444	0.620	0.630	0.580	0.646	0.634
K	0.027	0.030	0.038	0.023	0.047	0.019	0.026	0.054	0.060	0.393	0.320	0.290
	0.993	0.992	0.994	0.989	0.984	0.988	0.996	1.016	1.013	1.017	1.022	0.997
%Or	2.8	3.0	3.8	2.3	4.8	2.0	2.6	5.3	5.9	38.7	31.4	29.1
Ab	44.5	45.9	48.6	44.4	52.6	41.5	44.6	61.1	62.3	57.0	63.2	63.5
An	52.7	51.1	47.6	53.3	42.6	56.5	52.8	33.6	31.8	4.3	5.4	7.4

Table 2. Average compositions of representative analyses and structural formulae for olivines

Group Sample No.	HPK J2(Hw ¹)			LPK J6(Hw)		LPK J12(Mu)		HPK J17(Ba)			
	4 P	2 MP	5 G	4 P	10 MP	5 MP	3 MP(CP)	3 MP-C	3 MP-M	4 G	
SiO ₂	38.97	38.35	34.43	39.57	37.59	35.49	38.62	37.32	36.71	35.65	
FeO(T)	21.12	25.31	44.67	19.13	29.09	40.42	22.04	28.17	32.54	37.44	
MnO	0.29	0.36	0.87	0.25	0.44	0.96	0.25	0.46	0.59	0.59	
MgO	39.99	36.74	20.46	41.46	33.03	23.32	38.51	33.06	29.29	26.12	
CaO	0.15	0.13	0.19	0.14	0.14	0.19	0.18	0.19	0.21	0.14	
Total	100.52	100.89	100.62	100.55	100.29	100.38	99.60	99.20	99.34	99.94	
4(O)											
Si	1.002	1.002	1.000	1.006	1.007	1.010	1.006	1.008	1.012	1.003	
Fe	0.454	0.553	1.086	0.407	0.652	0.962	0.480	0.636	0.751	0.881	
Mn	0.006	0.008	0.021	0.005	0.010	0.023	0.006	0.011	0.014	0.014	
Mg	1.533	1.431	0.887	1.572	1.320	0.989	1.496	1.331	1.205	1.095	
Ca	0.004	0.004	0.006	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005	0.006	0.004	
Mg/(Mg+Fe)	2.999	2.998	3.000	2.994	2.993	2.990	2.993	2.991	2.988	2.997	
	0.77	0.72	0.45	0.79	0.67	0.51	0.76	0.68	0.62	0.55	

Group Sample No.	LPK J28(Ba)			HPK J29(Hw)		HPK J30(Mu)	LPK J38(Mu)	J40(Tr)
	6 P	3 MP	3 G	9 M&MP	2 G	10 P&MP	12 P&MP	8 P&MP
SiO ₂	39.22	38.36	37.20	36.70	35.79	37.01	37.55	32.54
FeO(T)	18.66	23.59	30.48	33.58	37.08	33.56	29.20	52.43
MnO	0.27	0.33	0.46	0.71	0.78	0.69	0.47	1.62
MgO	41.30	37.52	31.30	29.30	26.48	29.80	33.69	13.62
CaO	0.18	0.16	0.30	0.23	0.31	0.16	0.17	0.37
Total	99.63	99.96	99.74	100.52	100.44	101.22	101.08	100.58
4(O)								
Si	1.005	1.004	1.010	1.005	1.001	1.005	0.999	0.993
Fe	0.400	0.516	0.692	0.769	0.867	0.762	0.650	1.339
Mn	0.006	0.007	0.011	0.016	0.018	0.016	0.011	0.042
Mg	1.578	1.464	1.268	1.197	1.104	1.207	1.337	0.620
Ca	0.005	0.005	0.009	0.007	0.009	0.005	0.005	0.012
	2.994	2.996	2.990	2.994	2.999	2.995	3.002	3.006
Mg/(Mg+Fe)	0.80	0.74	0.65	0.61	0.56	0.61	0.67	0.32

FeO(T) as Total Fe.

Abbreviations are the same as in Table 1 and MP(CP) is olivine inclusion in clinopyroxene phenocryst. 1; rock types.

1963), 사장석의 정출 온도와 관련이 있는 것으로 그 온도에 따라 변화 양상이 차이를 나타낸다(Ribbe, 1983). 이 연구에서 얻어진 결과(그림 2)는 LPK군 및 HPK군의 사장석의 변화가 서로 중첩되며, An₆₀₋₅₅ 부터 증가한다. 이는 Lee(1982)가 보고한 알칼리현 무암-뮤저라이트의 반정 성분에서 일정한 Or몰(3-4) 을 가지는 것과는 다소 차이를 보인다. 한편 LPK군 중 J6의 외래결정 및 J12의 반정은 다른 것에 비해 낮은 An과 Or몰 함량을 가져 그 변화 경향이 서로

다르다. 이들은 내부에 타형의 피저나이트(pigeonite) 포획체를 가지는 반정(J12)과 외래결정(J6)으로, 다음 질에서 자세히 언급하겠지만 오염의 징후를 가지고 있음을 나타낸다(그림 6). 이 때문에 이들은 다른 암석의 사장석들과는 다른 특징을 보이는 것으로 여겨진다.

감람석

Table 3. Average compositions of the representative analyses and structural formulae for clinopyroxenes

Group Sample No.	HPK J2(Hw ¹)		LPK J6(Hw)		HPK J17(Ba)		LPK J28(Ba)		HPK J29(Hw)		HPK J30(Mu)		LPK J37(Tr)		LPK J38(Mu)		LPK J40(Tr)	
	5	2	3	5	2	5	5	2	4	5	2	10	3	2	14	15	5	3
NOA	P	MP	P	XMP	MP	P-C	P-M	MP	P-C	P-M	G	P&MP	P	MP	MP	P&MP	MP	Pg IN
SiO ₂	49.50	49.27	49.95	50.42	49.58	50.38	50.53	51.16	50.39	49.30	50.43	47.96	47.62	48.43	48.65	50.58	51.67	50.87
TiO ₂	1.50	1.67	1.12	0.99	1.34	1.19	1.14	1.23	1.06	1.58	1.65	1.67	1.86	1.73	0.31	1.24	0.41	0.13
Al ₂ O ₃	4.72	5.12	5.96	5.02	5.59	4.03	3.40	3.64	3.80	4.44	2.58	6.69	6.72	4.95	0.83	3.64	1.34	0.17
Cr ₂ O ₃	0.08	0.06	0.17	0.37	0.07	—	—	—	—	—	—	0.15	—	—	0.02	0.03	0.02	0.01
FeO(T)	8.77	8.99	8.27	6.98	8.90	8.85	10.05	9.08	6.29	7.15	8.07	9.30	8.81	9.31	25.30	9.02	13.85	31.40
MnO	0.19	0.22	0.17	0.14	0.19	0.20	0.22	0.17	0.12	0.16	0.20	0.16	0.23	0.26	0.95	0.23	0.57	1.07
MgO	13.97	13.40	15.28	15.70	14.81	15.09	15.12	13.17	15.49	14.20	14.27	14.00	13.23	13.26	3.27	13.96	11.04	13.51
CaO	20.43	21.05	17.75	18.17	17.47	18.49	17.87	19.11	20.22	20.90	20.92	18.95	19.18	20.10	19.93	19.34	19.37	2.68
Na ₂ O	0.52	0.51	0.68	0.59	0.65	0.46	0.46	0.63	0.42	0.44	0.35	0.82	0.63	0.54	0.57	0.50	0.43	0.03
K ₂ O	—	—	—	0.01	0.02	0.01	—	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	—	—	—	—	—
Total	99.68	100.29	99.35	98.39	98.62	98.70	98.79	98.22	97.80	98.18	98.49	99.71	98.29	98.58	99.83	98.54	98.70	99.87
6(O)																		
Si	1.852	1.837	1.852	1.878	1.857	1.889	1.901	1.930	1.894	1.861	1.905	1.795	1.804	1.839	1.972	1.906	1.987	2.002
Al	0.148	0.163	0.148	0.122	0.143	0.111	0.099	0.070	0.106	0.139	0.095	0.205	0.196	0.161	0.028	0.094	0.013	—
Al	0.059	0.062	0.112	0.099	0.104	0.067	0.051	0.091	0.062	0.059	0.020	0.090	0.104	0.060	0.012	0.067	0.047	0.010
Ti	0.042	0.047	0.031	0.028	0.038	0.034	0.032	0.035	0.030	0.045	0.047	0.047	0.053	0.049	0.009	0.035	0.012	0.004
Cr	0.002	0.002	0.005	0.011	0.002	—	—	—	—	—	—	0.004	—	—	0.000	0.001	0.001	0.000
Fe	0.274	0.280	0.256	0.218	0.279	0.278	0.316	0.286	0.198	0.226	0.255	0.291	0.279	0.296	0.858	0.284	0.445	1.033
Mn	0.006	0.007	0.005	0.004	0.006	0.006	0.007	0.005	0.004	0.005	0.006	0.005	0.007	0.008	0.033	0.007	0.018	0.036
Mg	0.779	0.745	0.845	0.872	0.827	0.844	0.848	0.741	0.868	0.799	0.804	0.781	0.747	0.751	0.198	0.784	0.633	0.793
Ca	0.819	0.841	0.705	0.725	0.701	0.743	0.720	0.772	0.814	0.845	0.847	0.760	0.779	0.818	0.866	0.781	0.798	0.113
Na	0.038	0.037	0.049	0.042	0.047	0.033	0.034	0.046	0.031	0.033	0.025	0.059	0.046	0.039	0.045	0.037	0.032	0.003
K	—	—	—	0.001	0.001	0.000	—	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	—	—	—	—	—
%Wo	4.020	4.021	4.009	4.000	4.005	4.005	4.009	3.978	4.007	4.012	4.004	4.038	4.016	4.021	4.021	3.997	3.987	3.991
En	43.7	45.1	39.0	40.0	38.8	39.8	38.2	42.9	43.3	45.2	44.4	41.5	43.1	43.9	45.1	42.2	42.6	5.8
Fs	41.6	39.9	46.8	48.0	45.8	45.3	45.0	41.2	46.2	42.7	42.2	42.6	41.4	40.2	10.3	42.4	33.7	40.9
Mg/(Mg+Fe)	14.7	15.0	14.2	12.0	15.4	14.9	16.8	15.9	10.5	12.1	13.4	15.9	15.5	15.9	44.6	15.4	23.7	53.3
	0.74	0.73	0.77	0.80	0.75	0.75	0.73	0.72	0.81	0.78	0.76	0.73	0.73	0.72	0.19	0.73	0.59	0.43

FeO (T) as total FeO.
Abbreviations are the same as Table 1, and Pg IN is pigeonite inclusion in plagioclase phenocryst.
1; rock types.

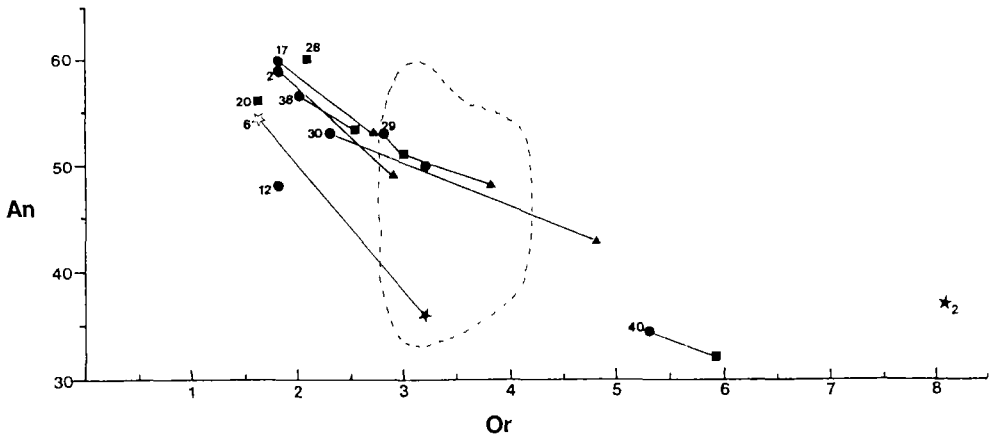


Fig. 2. Variation diagram for the end-member An vs. Or in plagioclase using the average compositions. Tielines connect the compositions of coexisting phenocrysts, microphenocrysts and groundmass phases. Small numbers indicate sample numbers. Symbols: circle, phenocryst; square, microphenocryst; triangle, groundmass; star, xenocryst. For zoned compositions, filled symbols indicate core composition while, open symbols margin. Dotted field is the selected data (composition limit $>An_{30}$) from Lee (1982).

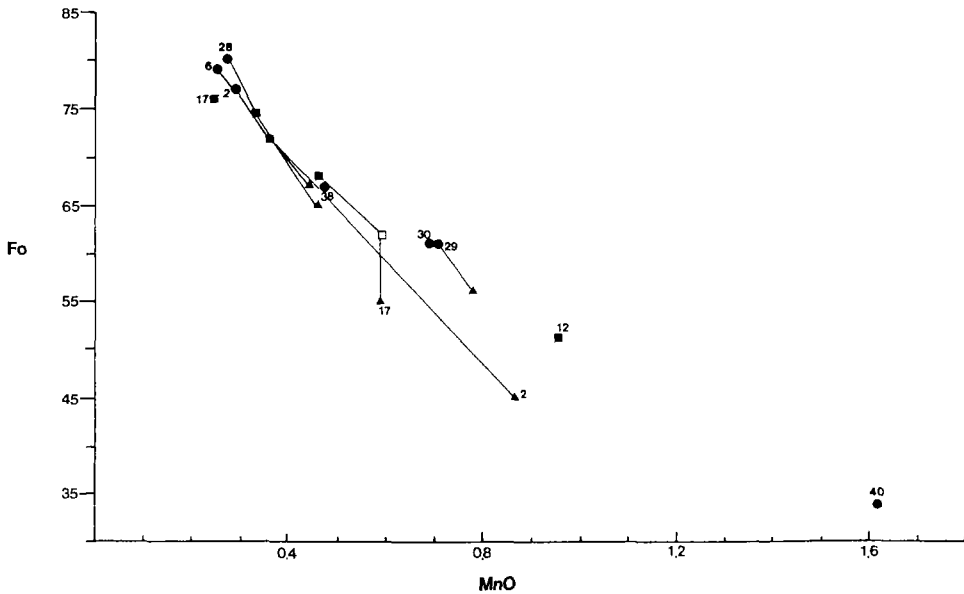


Fig. 3. Variation diagram of MnO vs. Fo in olivine. Symbols are the same as in Fig. 2.

알칼리현무암

반정은 FO_{80-62} 로서 암석 성분과 광물조직에 따라 성분의 차이를 가지며, 석기는 FO_{65-55} 이다. 한편 J17의 미반정인 경우 내부는 FO_{68} , 주변부는 FO_{62} 로 정상 성분누대를 가진다.

하와이아이트

J6과 J2의 반정은 FO_{79-77} , 미반정은 FO_{72-67} 이며, J29의 반정과 미반정은 FO_{61} 이다. 석기의 성분은 FO_{56-45} 이다.

뮤저라이트

반정과 미반정의 성분은 FO_{67-51} 로서 시료에 따라 전암의 Mg# 값이 클수록 감람석의 Fo 성분은 높다.

Table 4. Average compositions for representative analyses of Fe-Ti oxides

A. Ti-magnetite

Group	LPK	HPK	HPK	-
Sample No.	J12(Mu ¹)	J20(Mu)	J29(Hw)	J40(Tr)
NOA	6	4	6	4
	MP	MP	MP	G
SiO ₂	0.05	0.08	0.05	0.33
TiO ₂	18.60	20.95	21.24	22.64
Al ₂ O ₃	3.21	4.09	2.73	1.54
V ₂ O ₃	0.34	0.55	0.29	0.17
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.00
FeO(T)	63.86	68.28	69.36	69.26
MnO	0.57	0.54	0.53	1.21
MgO	2.25	3.68	2.99	0.77
Total	88.89	98.17	97.21	95.92
Ulvospinel basis				
Fe ₂ O ₃	24.03	25.48	25.80	21.62
FeO	42.24	45.36	46.14	49.81
Total	91.23	100.64	99.74	97.75
Mol.% Usp.	55.9	56.4	58.3	65.6

FeO(T) as Total Fe.

Abbreviations are the same as Table 1.

1; rock types.

B. Ilmenite

Group	LPK
Sample No.	J12(Mu)
NOA	3
	MP
TiO ₂	50.70
Al ₂ O ₃	0.10
V ₂ O ₃	0.31
Cr ₂ O ₃	0.01
FeO(T)	46.47
MnO	0.78
MgO	2.21
Total	100.58
Fe ₂ O ₃	6.22
FeO	40.87
Total	101.21
Mol.% R ₂ O ₃	6.22

조면암

J40의 반정(미반정)은 Fo₃₂이다.

감람석에서 Ca와 같이(Mg, Fe)를 치환하여 소량 존재하는 MnO는 Fo가 감소함에 따라 증가하는 양호한 관계를 보이며(그림 3), 0.25~1.62 wt%의 함량 변화를 가진다. 하지만 이 그림에서 암석군에 따른 성분 특징은 구분되지 않는다.

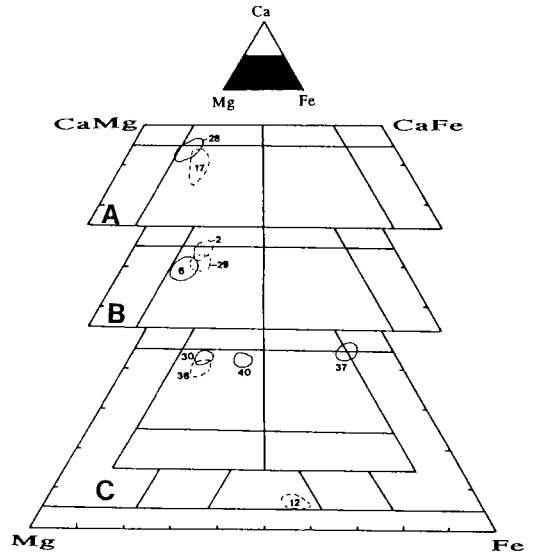


Fig. 4. Mole percent Ca-Mg-Fe diagram of pyroxenes. Dotted and solid fields indicate the compositional range of each sample. (A) basalts, (B) hawaiites, (C) mugearites and trachytes.

단사휘석

알칼리현무암

두 시료의 반정에서 미약한 누대조직이 관찰되며 그 성분도 보통휘석(augite)이나, J28에 비해 J17이 Ca가 적은 반면 Fe가 많다.

하와이아이트

반정과 미반정 모두 보통휘석이지만 시료에 따라 단성분에서의 Ca-Mg-Fe 함량비가 다소 차이를 보인다.

뮤저라이트

J20에서는 관찰되지 않으며, J30과 J38에서 산출하는데 그 성분은 보통휘석이다. 예외적으로, J12는 반정 혹은 석기에 단사휘석은 산출하지 않으나, 사장석 반정내 포획체(0.1 mm)로서 타형이며 무색인 피저나이트가 산출한다(그림 6b).

조면암

대개 녹색 반자형의 미반정으로, Fe-Ti 산화광물에 의해 둘러싸여 있는 단사휘석은 시료에 따라 각각 보통휘석(J40)과 헤덴버자이트(hedenbergite; J37)에

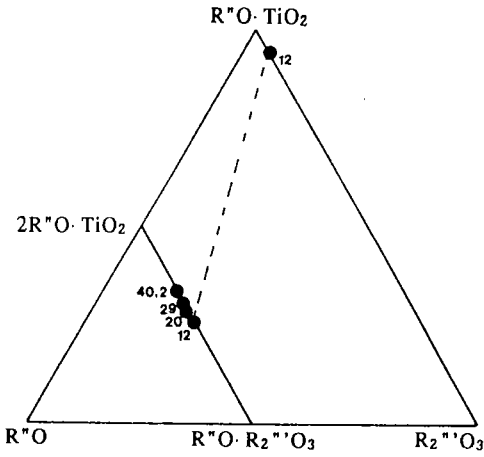


Fig. 5. Plots on the iron-titanium oxides in terms of the molecular percent of ulvospinel in the magnetite and R_2O_3 in the ilmenite after Carmichael (1967). R_2O represents FeO, MnO, CaO when part of the ulvospinel molecule, but only FeO when part of magnetite molecule. R_2O_3 represent Al_2O_3 , V_2O_5 , Cr_2O_3 , and Fe_2O_3 . TiO_2 includes the small amount of SiO_2 in the analysis. For J12, dotted line connects the coexisting iron-titanium oxides.

해당한다. 이들의 성분은 다른 암석 성분에서의 그것에 비해 Ti, Al, Cr 성분이 감소한 반면, Mn, Fe 성분의 증가가 뚜렷하다(표 3).

Aoki와 Shiba(1973)는 알칼리현무암에서 산출하는 초염기성 및 염기성 포획체내 단사회석의 Al 성분이 차이가 있음을 알아내고 고압에서 정출된 단사회석 일수록 Al^{VI} 양이 많음을 보였다. Wass(1979)도 역시 다양한 기원의 단사회석에서 Al 양이 압력에 따라 변화함에 주목하여 Al^{VI}/Al^{IV} 비를 지압계로 사용하였다. 연구 지역의 단사회석 반정에 대해 이들의 기준을 적용시키면(그림 7), Al^{VI}/Al^{IV} 비가 약 0.3~0.75로서 저압의 화성암기원의 영역과 에클로자이트(eclogite) 영역 사이인 "basalts with granulites and inclusion" 영역에 접시된다. 또한 Mahood와 Baker(1986)가 하와이아이트-뮤저라이트 성분의 1 bar 실험에서 보고한 값(0.25 이하)보다 높으며, 8 kbar의 결과(0.52~0.60)와는 유사하다(그림 7). 회귀분석으로 구한 암석군별 Al^{VI}/Al^{IV} 비는 HPK군의 단사회석(평균 0.33 ± 0.07)에 비해 LPK군의 것(평균 0.65 ± 0.14)이 더 크다. 이러한 HPK군과 LPK군의 단사회석에서 Al의 특징은 Sack *et al.*(1987)의 투회석-감람석-네펠린 분별압력 추정도에서 LPK군이 HPK군에 비해 상대적으로 높은 압력에서 결정화 작용을 겪었다고

추정한 바(박준범과 권성택, 1993a)와도 부합된다. 비록 단사회석의 Al^{VI}/Al^{IV} 비로 정출압력을 정량적으로 추정할 수는 없으나, 연구지역의 암석에서 관찰되는 단사회석은 저압보다는 심부에서 정출되었음을 의미한다.

Fe-Ti 산화광물

J29의 감람석 반정과 반정 사이에서 미반정(약 0.2 mm)으로 산출하는 티탄 자철석은 Usp_{58} 의 성분을 가진다. 한편 삼각형의 단결정으로 산출하거나(J20), 인회석과 공존상을 이루는(J12) 미반정의 티탄 자철석은 Usp_{66} 이다. 그러나 J12에서 분석치의 합계가 89 wt%로서(표 4), 이는 분석시 포함되지 않은 상당량의 다른 성분(예, ZnO)이 들어 있기 때문이라 여겨진다. J40에는 타형의 석기로 티탄 자철석(Usp_{66})이 산출한다. J12에서 감람석 및 인회석 미반정과 공존상을 이루어 티탄철석(6.2% R_2O_3)이 산출한다. J12(뮤저라이트)에서 공존하는 자철석과 티탄철석의 성분을 Spencer와 Lindsley(1981)의 지온계와 산소분압 지압계에 적용하면, $870^\circ C$, $f_{O_2} = 10^{-13.5}$ 가 구해진다. 이 값은 Lee(1982)가 뮤저라이트에서 구한 $890^\circ C$, $f_{O_2} = 10^{-13.2}$ 와 유사한 결과이며 QFM 완충선에 해당한다.

고찰

전암과의 평형관계

반정으로 산출하는 감람석, 단사회석 그리고 사장석은 대개 자형내지 반자형으로 액체와 평형을 이루었음을 보인다. 하지만 부분적으로 응식된 타형의 결정이나 누대구조의 반정을 가져 열적 혹은 성분적으로 비평형의 관계를 이루었음(Cox *et al.*, 1979)도 관찰되는데, 이러한 것을 조직에서 뿐만 아니라 화학성분으로도 검정이 가능하다. 이 장에서는 반정과 액체와의 평형관계를 고찰하고자 한다.

일반적으로 반정이 드물고 비정질 조직인 암석의 전암 화학성분은 암석 형성시의 액체 성분을 대표한다고 할 수 있다. 그러나 이 연구에 사용된 시료들이 반상 조직(3~20%의 반정)을 가지므로, 액체의 성분을 대표할 수 없다. 그러므로 액체의 성분은 다음의 방법으로 유추하였다. 우선 각 시료의 반정 광물에 대해 각 광물의 밀도를 곱하여 중량비(wt%)를 구한다. 이때 감람석과 단사회석의 밀도는 3.3 g

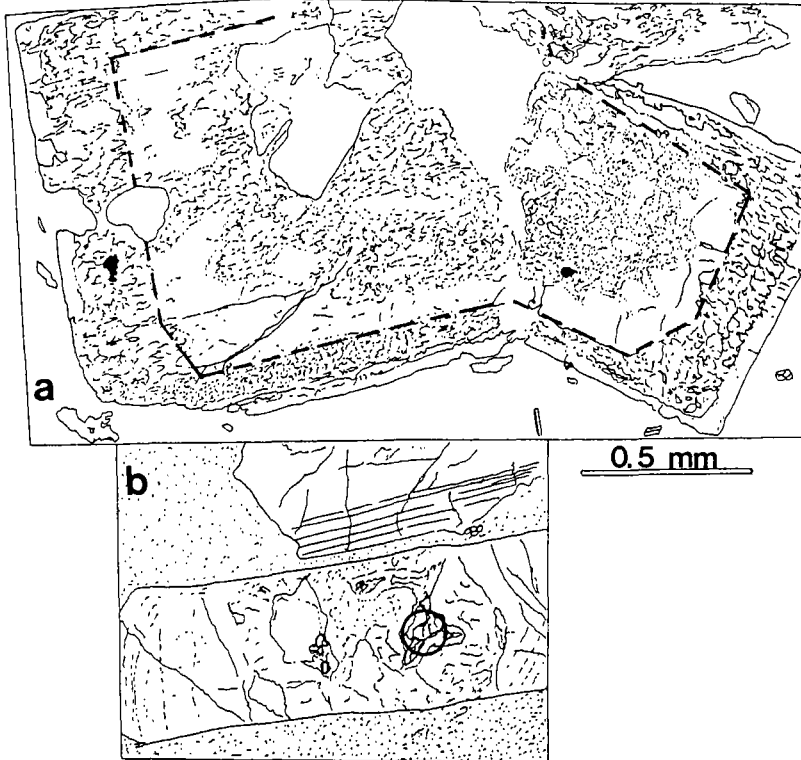


Fig. 6. (a) Plagioclase glomerophyric xenocrysts with slightly altered in part and relic clear core, sieve textured mantle, and clear rim in J6. The compositional variation shows the abrupt change between core (inner part of dashed line) and margin part. (b) Pigeonite inclusion (high relief and inner part of solid circle in this picture) in plagioclase phenocryst with zoned pattern in J12.

/cm³, 사장석과 석기로 대표되는 유리질은 2.7 g/cm³로 사용하였다(Wright and Doherty, 1970; Stopler and Walker, 1980; Phillips and Griffen, 1981; Spengler and Garcia, 1988; Hess, 1989). 다음, 전암 성분으로부터 반정 광물의 화학성분과 중량비를 곱한 값을 빼어 액체의 성분을 구하였다(표 5). 이러한 과정을 통해 계산된 액체의 Mg#와 Ca#(몰 Ca/Ca+Na)는 전암 성분의 그것에 비해 Mg#는 10%, Ca#는 9%(1 σ) 정도 감소한다(그림 8). 반정과 액체의 성분을 이용하여 분배계수-감람석 $K_D(Fe/Mg)$, 단사휘석 $K_D(Fe/Mg)$, 그리고 사장석 $K_D(Ca/Na)$ 를 계산하였으며, 각 광물의 평형관계는 사장석은 $An/(An+Ab)$ 와 액체의 Ca# 그림(그림 9)에, 그리고 감람석과 단사휘석인 경우, 광물과 계산된 액체의 Mg# 변화그림(그림 10)에 나타내었다. 이때 사용한 광물의 성분은 그 시료내 반정 광물의 평균 값을 전체 성분(bulk composition)으로 하였으며,

성분 누대구조를 가지는 시료인 경우는 반정 내부의 성분을 이용하였다.

광물의 분배계수는 온도, 압력 그리고 마그마의 성분에 따라 변화하므로, 이 연구에서 계산된 분배계수는 기존의 실험과 천연 시료 연구에서 보고된 분배계수와의 비교를 통해 연구 지역의 화산암류에서 관찰되는 반정이 액체와 평형관계를 이루고 있는가를 고찰하였다.

사장석의 계산된 분배계수는 시료에 따라 다양하여 1.22~2.33의 값을 가진다. 암석의 Ca#가 감소함에 따라 계산된 분배계수는 증가하는데, J6의 외래결정은 다른 것과 달리 낮은 값(1.07)을 가진다(그림 9). 사장석의 분배계수는 특히 물의 분압과 마그마 성분에 따라 민감하게 변화되는데(Juster *et al.*, 1989), 하와이섬 마우나케아 화산의 화산암에서도 솔리아이트는 0.7~1인 반면, 알칼리현무암은 0.9~1.2(Frey *et al.*, 1991)이며 하와이아이트에서는 1.5

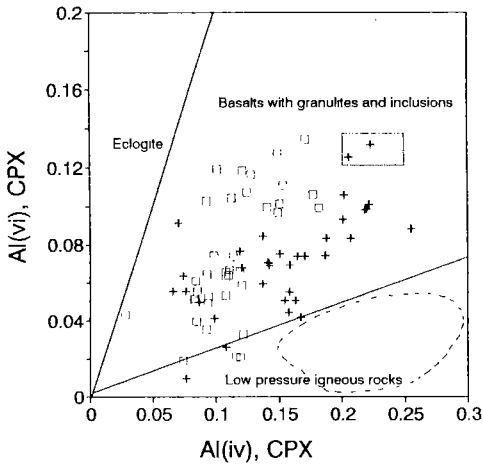


Fig. 7. Variation diagram of Al^{vi} vs. Al^{iv} in clinopyroxene. Divided areas are quoted from Aoki and Shiba (1973) and Wass (1979). Shown for comparison are the data fields quoted from Mahood and Baker (1986)'s 1 bar (dashed) and 8 kbar (dotted) experiments. In this figure, all discrete analyzed data are plotted. Symbols; open square, LPK; plus, HPK.

이상의 값(West *et al.*, 1988)을 얻은 바 있다. 누대 구조나 용식상을 보이지 않으며, 균질한 성분과 자형 혹은 반자형의 결정형을 가지는 것은 거의 평형을 이루었음을 시사하지만, 이처럼 평형시 분배계수가 정확히 정해져 있지 않기 때문에, 이 지역에서의 사장석 반정과 액체 성분과의 평형관계를 규정하기에는 곤란하며, 반정의 성분적 특징을 암석군에 따라 구분하기는 어렵다.

감람석의 분배계수는 온도에 관계없이 0.3±0.03으로 알려져 있으나(Roeder and Emslie, 1970), 압력과 마그마 성분에 따라 약간(0.25~0.38) 변화한다(Takahashi, 1983; Ford *et al.*, 1983). 분석된 시료 중 5개(J17, 28, 30, 38, 40)는 감람석과 액체 사이에 평형 상태를 이루었음(0.29~0.35)을 보이나, 나머지 3개(J2, 6, 29)는 비평형임을 지시한다. 즉, J2와 J6의 반정은 0.17~0.20로 평형일 때의 감람석에 비해 약간 Mg 성분이 부화된 반면, J29(0.48)의 반정은 Fe 성분이 부화된 비평형 관계를 나타낸다. 이들 시료에서 감람석 반정은 용식상(J6)을 가지거나, 반자형이지만 결정의 주변부가 미약하게 이딩사이트화(J2)가 되어 있어, 현미경하에서도 다른 시료와 그 특징이 구분된다. 하지만 J29인 경우는 다만 미정(0.1~0.2 mm)의 인회석과 Fe-Ti 산화광물을 포획체로 가지고 있을 뿐 신선하며, 반자형으로 평형의

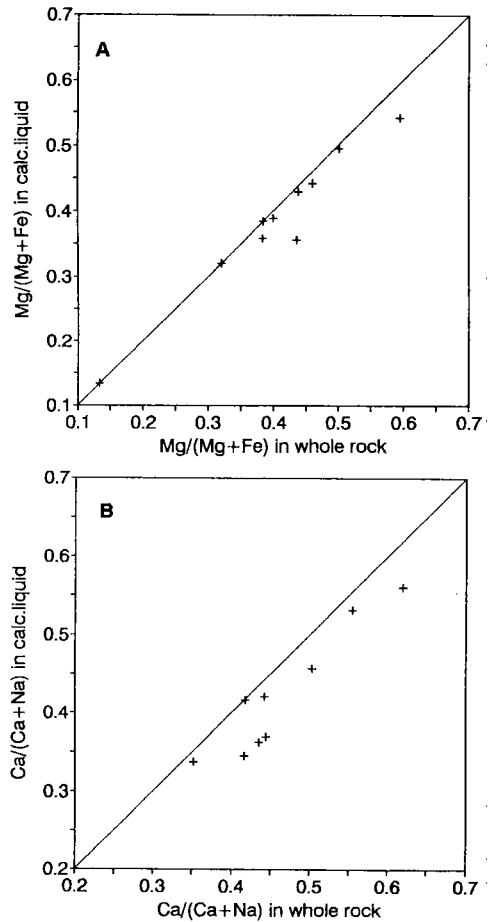


Fig. 8. Comparisons for mole proportions of bulk rocks with calculated liquid compositions in this study. (A) Mg/(Mg+Fe²⁺), (B) Ca/(Ca+Na).

다른 시료들과 육안으로 구분하기 힘들다. 비평형을 나타내는 시료는 모두 하와이아이트로 분류되는 것으로 하와이아이트를 분출한 마그마 과정이 다른 성분의 것과 다르다는 것을 시사한다. 이는 마그마 방에서 분화과정이 단순하지 않음을 의미하며 그 요인에 대해서는 앞으로 좀 더 연구가 되어야 할 것이다.

단사회석의 분배계수는 J2, 6, 29, 30, 38은 0.20~0.28이며, J17과 J28은 0.29~0.34로서, Liotard *et al.* (1988)의 단사회석 평형상수 범위(0.2~0.4)내에 해당한다. 또한, Mahood와 Baker(1986)의 하와이아이트-뮤저라이트 조성의 1 bar 및 8 kbar 실험에서 얻어진 평형일 때의 값(0.25) 및 West *et al.*(1988)의 하와이섬 마우마케아 화산의 알칼리암에서 구한 값,

Table 5. The calculated liquid compositions using whole rock compositions, mode data (Park and Kwon, 1993a) and mineral compositions (this study)

Group	HPK	LPK	LPK	HPK	HPK	LPK	HPK	HPK	LPK	—
rock type	Hw	Hw	Mu	Ba	Mu	Ba	Hw	Mu	Mu	Tr
Sample No.	J2	J6	J12	J17	J20	J28	J29	J30	J38	J40
Whole rock compositions (H ₂ O-free basis)										
SiO ₂	50.61	50.97	53.89	49.12	52.43	48.35	50.19	53.74	54.22	61.83
TiO ₂	2.19	2.09	1.54	2.76	2.16	2.65	2.29	1.72	2.19	0.67
Al ₂ O ₃	17.06	17.33	18.03	16.23	17.14	14.42	18.45	17.69	16.94	7.90
FeO ^T	11.01	10.54	9.54	11.89	10.45	11.72	10.19	9.79	9.76	6.41
MnO	0.17	0.16	0.17	0.15	0.17	0.16	0.15	0.15	0.14	0.16
MgO	4.20	4.44	2.22	5.93	3.23	8.51	3.94	3.00	3.22	0.49
CaO	6.75	6.67	5.46	8.40	6.18	9.22	7.89	6.12	6.23	1.74
Na ₂ O	4.71	4.79	5.56	3.72	4.76	3.13	4.31	4.73	4.32	5.73
K ₂ O	2.40	2.41	2.90	1.32	2.64	1.43	1.72	2.44	2.41	4.89
P ₂ O ₅	0.90	0.59	0.68	0.48	0.85	0.40	0.87	0.61	0.58	0.19
Mg #	0.44	0.46	0.32	0.50	0.38	0.60	0.44	0.38	0.40	0.13
Ca #	0.44	0.44	0.35	0.55	0.42	0.62	0.50	0.42	0.44	0.14
Mode										
Olivine	2.9	4.4	0.4	1.8	0.2	5.5	2.3	1.4	3.2	0.5
Pyroxene	0.5	3.5	—	2.3	—	8.3	2.3	2.7	1.6	—
Plagioclase	6.9	13.8	7.3	9.2	0.9	1.2	29.0	16.0	21.3	5.3
Fe-Ti oxide	tr	0.9	0.4	—	0.2	—	tr	0.6	0.8	0.4
Apatite	—	—	0.1	—	—	—	0.1	tr	—	0.2
Groundmass	89.7	77.4	91.8	86.7	98.7	85.0	66.3	79.3	73.1	93.6
Calculated liquid compositions										
SiO ₂	50.84	50.91	53.73	48.80	52.40	48.72	48.32	53.97	54.94	62.14
TiO ₂	2.45	2.63	1.67	3.18	2.18	3.06	3.41	2.10	2.94	0.71
Al ₂ O ₃	16.94	17.30	17.43	15.73	17.05	16.58	15.85	16.50	14.83	17.62
FeO ^T	11.36	11.72	10.10	12.77	10.54	11.71	13.53	11.21	11.52	6.45
MnO	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.15	0.20	0.17	0.17	0.16
MgO	3.11	2.69	2.29	5.56	3.26	5.39	4.17	2.60	2.46	0.43
CaO	6.49	5.48	5.15	7.88	6.13	8.49	6.53	4.71	4.74	1.46
Na ₂ O	4.94	5.32	5.58	3.85	4.76	3.68	4.28	4.95	4.46	5.68
K ₂ O	2.67	3.04	3.13	1.50	2.66	1.73	2.40	3.00	3.17	5.14
P ₂ O ₅	1.01	0.77	0.74	0.56	0.85	0.49	1.32	0.77	0.79	0.20
Mg #	0.36	0.44	0.32	0.49	0.38	0.54	0.43	0.36	0.39	0.13
Ca #	0.42	0.36	0.34	0.53	0.42	0.56	0.46	0.34	0.37	0.12

FeO^T as total Fe.Mg #; mole Mg/(Mg+Fe²⁺) according to Fe₂O₃/FeO=0.15 (Cox *et al.*, 1979).

Ca #; mole Ca/(Ca+Na).

0.27~0.28과 거의 유사하다. 한편 J40에서 아주 드물게 산출하는 미반정은 0.11으로 위의 평형상수 범위 밖에 해당하지만, 조면암에서 단사회석의 분배 계수가 정해져 있지 않아 평형관계를 정확히 규정하기에는 곤란하다. 이는 현미경하에서 공존하는 감람석과 함께 응식상을 이루며 결정 주변부는 산화 광물로 둘러싸여 있다.

단사회석 Mg#의 변화는 전암의 Mg#가 감소하

여도 HPK군은 거의 변화하지 않지만, LPK군은 서서히 감소함을 보인다(그림 10b). 아직까지 단사회석의 분배계수가 정확하게 알려져 있지 않기 때문에, 이처럼 단사회석의 변화가 서로 구분되는 까닭에 대해 감람석에서와 같이 반정과 전암과의 평형관계로서 설명하기 힘들다. 앞서 암석군에 따라 단사회석의 Al비가 서로 다른 것과 같이, 이 역시 각 암석군에 따른 차이에 기인할 지도 모른다.

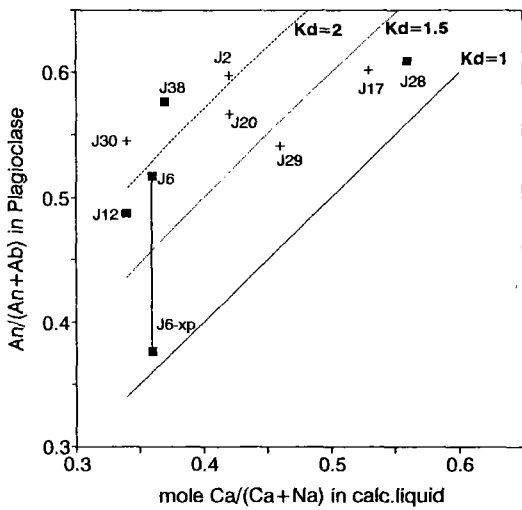


Fig. 9. An/(An+Ab) in plagioclase vs. mole Ca/(Ca+Na) in calculated liquid composition. Symbols: filled square, LPK; plus, HPK. The curves indicate different equilibrium constants; $K_D(\text{Ca}/\text{Na})_{\text{plag}}/(\text{Ca}/\text{Na})_{\text{Liquid}}$.

외래결정 및 포획체

이 연구를 통해 제주 화산암에서 처음 보고되는 역누대구조의 사장석 외래결정(J6)과 반정내 피저나이트 포획체(J12)의 기원에 대해 고찰하고자 한다.

사장석 외래결정($\text{An}_{36-37}\text{Or}_{8-3}$)은 일부 시료(J2, J6)에서 관찰되는데, 그 기원은 두 가지로 해석할 수 있다. 첫째, 마그마 방내에서 마그마가 분화되고 다시 근원지로부터 미분화된 마그마가 재공급되면서 이들이 서로 섞임에 의해, 분화된 성분의 마그마로부터 형성된 사장석을 다른 마그마가 포획함으로써 역누대구조를 만들 수 있다. 이는 Lee(1982)가 보고한 조면암에서 산출하는 반정의 성분($\text{An}_{39-29}\text{Or}_{3-7}$)과 유사하다는 점으로 설명이 되며(그림 11), 이 지역의 화산암류가 단순한 분별 결정작용에 의해 알칼리현무암-조면암 순서의 일률적인 성분 분화를 보이는 것이 아니라 반복 주기적인 성분 변화를 보이는 점(박준범과 권성택, 1993a)도 이러한 해석을 뒷받침해 준다. 둘째는, 마그마가 상승하여 분출하기 전에 제주도 하부 기반암의 일부를 우연히 혼화하였을 가능성도 가진다. 예를 들어 사장석 외래결정의 성분으로부터 이를 유추하면, 불국사 화강암의 성분(조등룡, 1993)과 유사하다(그림 11).

피저나이트의 산출은 대개 저압인 경우 상당히

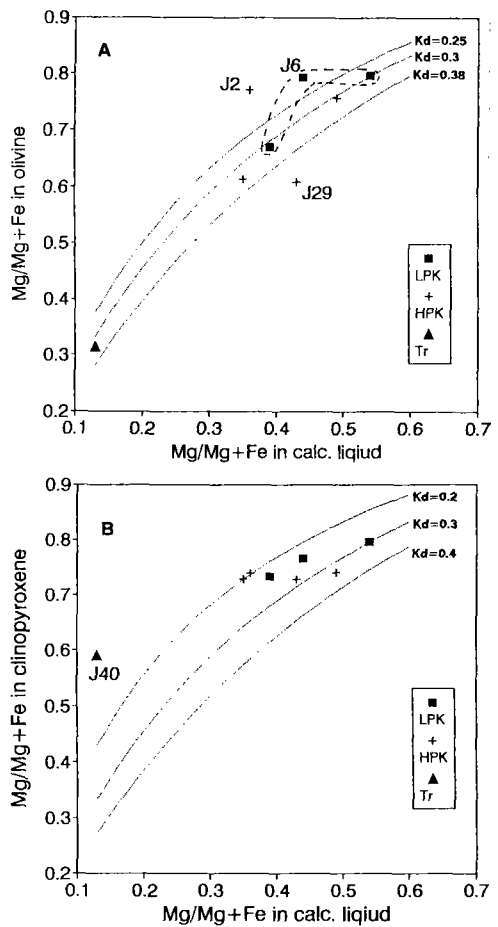


Fig. 10. Mg/(Mg+Fe²⁺) in olivine and pyroxene phenocrysts vs. Mg/(Mg+Fe²⁺) in calculated liquid composition assumed with $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.15$ for the volcanic rocks. (A) olivine, (B) clinopyroxene. The curves indicate different equilibrium constants; $K_D = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Ol, Cpx}}/(\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{Liquid}}$.

빠르게 냉각된 화산암(예, 달현무암)에서 산출하거나(Huebner, 1980), 감람석과 액상의 마그마가 피저나이트와 보통휘석을 만드는 반응(예, 중앙해령현무암)에 의해 나타난다(Grove and Bryan, 1983). 한편, 고압인 경우(20 kbar 이하에서) 상당히 고온일 때(약 1400°C)만 존재하고 온도가 감소함에 따라 사방휘석+보통휘석으로 분해되어 나타나지 않게 된다(Lindsley, 1980). 일반적으로 피저나이트는 알칼리암에서 산출하지 않으며, 비알칼리암 중 솔리아이트에서 석기의 휘석 성분을 나타낸다(Hirokawa, 1980; Philpotts, 1990). 최근 제주도 동부 성읍리에서 확인된 솔리아이트에서 피저나이트가 석기 광물로 산

Table 6. A summary of mineral compositions for the volcanic rocks from the northern part of Cheju Island

Rock type		Basalt	Hawaiite	Mugearite	Trachyte
Na ₂ O+K ₂ O (wt%)		4.40-4.94	5.92-7.07	6.61-8.45	10.47-10.62
Mg #		60-50	46-44	40-32	13-5
Olivine	(P, MP)	Fo80-59	79-61	67-51	32
	(G)	Fo65-55	56-45	N.A	N.A
Clinopyroxene	(P, MP)	Mg# 81-72	77-73	73-72	59-19
	(G)	Mg # 76	N.A.	N.A.	N.A.
Plagioclase	(P, MP)	An60-59	59-50	56-48	34-32
	(G)	An52	50-47	42	N.A.
Alkali feldspar	(P)				Or39
	(G)				Or29-31
Ti-magnetite	(MP, G)	----- Usp58-56 -----		----- Usp66 -----	
Ilmenite	(MP, G)	----- Hm6 -----			
Apatite	(MP, G)	-----			

Mg #; Mg/Mg+Fe×100, P; phenocryst, Mp; microphenocryst, G; groundmass, ----; occasional occurrence, N.A.; not analyzed.

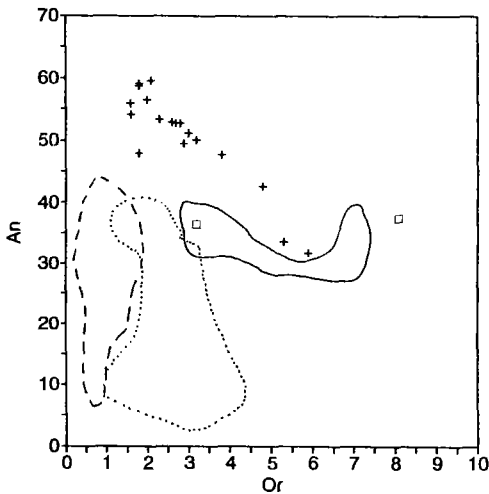


Fig. 11. Variation diagram for the end-member An vs. Or in plagioclase using the average compositions. Symbols: plus, phenocryst, microphenocryst and groundmass; open square, xenocryst. Dotted, dashed and solid fields are drawn from the data of Cretaceous and Jurassic Granite (Cho, 1993), and from those of trachyte in Cheju (Lee, 1982), respectively.

출한다(박준범과 권성택, 1991). 따라서 이 연구에서의 포획체는 솔리아이트의 일부를 혼화한 것으로 해석할 수 있다. 즉, 앞서 설명한 바와 같이 피저나이트를 포획하고 있는 시료 J12의 사장석 성분(An₄₈

Or₂)이 다른 알칼리암의 그것과는 차이가 나며(그림 1), 솔리아이트에서의 그것 범위내(An₆₁₋₃₉Or_{0.7-2.4}; 미 발표)에 해당하여 이러한 해석을 뒷받침 해준다. 한편, Miyashiro(1978)는 제주도과 같이 'straddle type' 알칼리암류인 동해 연안의 이키(Iki)와 오키 도젠(Oki Dozen) 화산섬의 알칼리암류에서 산출됨을 보고하였다. 아직까지 알칼리 마그마에서의 피저나이트 형성에 관련된 연구가 거의 없어 그 근원이 확실하지는 않지만, 이러한 점으로 미루어 피저나이트의 포획체는 고압하에서 형성된 피저나이트 중 일부가 사장석 반정에 의해 감싸이면서 주변 액상으로부터 고립되어 타형의 외형을 가지며 잔존(remnant)된 것이거나 혹은 알칼리 마그마가 분출하기 전 지표 가까이에서 솔리아이트를 혼화했을 가능성이 있다.

결론

이상에서 살펴본 광물의 성분 변화를 암석 성분 변화와 함께 표 6에 요약하였다. 이 연구에서 얻어진 광물의 성분은 Lee(1982)의 자료 중 순상 형성기 (shield stage)의 화산암류에서 얻어진 그것과 유사하다. 하지만 그는 두 개의 시료에서 커수타이트(뮤저라이트)와 석기(하와이아이트)의 단사휘석 중 TiO₂가 2wt% 이상이 되는 티탄휘석(titanaugite)을 보고하였으나, 이 연구에서는 관찰되지 않았다.

전암 주성분 원소의 P_2O_5/K_2O 비에 의해 구분된 두 암석군(HPK군과 LPK군)의 광물의 특징은 다음과 같이 요약된다.

1) 사장석의 An-Or몰 변화는 LPK군 및 HPK군이 중첩되어 서로 구분되지 않는다. Or몰 성분이 변화는 An_{60-55} 이후부터 증가하지만, LPK군 중 두 시료는 오염의 징후를 가진다. 반자형, 균질한 성분의 반정은 액체와 평형을 이루었음을 시사하지만, 계산된 사장석 분배계수는 시료에 따라 다양하며(1.22~2.33), 정확히 정해져 있지 않아 암석군에 따라 반정들의 변화를 구분하기는 곤란하다.

2) 분석된 시료 중 5개(J17, 28, 30, 38, 40)는 감람석과 액체 사이에 평형 상태를 이루었음(0.29~0.35)을 보이거나, 나머지 3개는 비평형임을 지시한다. 비평형의 감람석 반정을 가지는 시료는 모두 하와이아이트(J2, 6, 29)로서, 이는 이들을 형성한 마그마 과정이 다른 성분의 것과 다르다는 것을 시사하며 마그마 방에서 분화과정이 단순하지 않음을 의미한다.

3) 단사휘석 Al^{VI}/Al^{IV} 및 $Mg\#$ 의 변화는 두 암석군이 서로 차이가 난다. 반정의 Al^{VI}/Al^{IV} 비는 약 0.3~0.75로서 Aoki와 Shiba(1973)의 "basalts with granulites and inclusion" 영역에 접시된다. 암석군별 Al^{VI}/Al^{IV} 비는 HPK군의 단사휘석(평균 0.33 ± 0.07)에 비해 LPK군의 것(평균 0.65 ± 0.14)이 더 크다. 단사휘석의 Al^{VI}/Al^{IV} 비는 이들이 저압보다는 심부에서, 그리고 상대적으로 LPK군이 HPK군에 비해 더 높은 압력에서 정출되었음을 의미하며, 이는 주성분 원소의 해석(박준범과 권성택, 1993a)과도 일치한다. $Mg\#$ 의 변화는 전암의 $Mg\#$ 가 감소하여도 HPK군은 거의 변화하지 않지만, LPK군은 서서히 감소한다.

한편, 제주도 화산암에서 역누대구조의 사장석 외래결정과 피저나이트 포획체의 조직과 그 화학성분은 우리가 아는 한 처음 보고되는 것으로서, 이들의 기원은 마그마 기원 혹은 기반암의 혼화로서 설명된다.

감 사

초고를 읽고 세심한 조언을 해주신 경상대학교 최용주 교수, 강원대학교 노진환 교수 그리고 이문원 교수께 감사드립니다.

참고문헌

- 박준범, 권성택, 1991, 제주도 화산암의 암석화학적 진화 (2): 제주 동부 율라봉부근 시추코아 연구. 요약문. 지질학회지, 27, 531.
- 박준범, 권성택, 1993a, 제주도 화산암의 지화학적 진화: 제주 북부지역의 화산층서에 따른 화산암류의 암석 기재 및 암석화학적 특징. 지질학회지, 29, 39-60.
- 박준범, 권성택, 1993b, 제주도 화산암의 지화학적 진화 (II): 제주 북부지역의 화산암류의 미량원소적 특징. 지질학회지, 29, 477-492.
- 조동룡, 1993, 남한에 분포하는 현생 화강암류의 기원에 대한 광물 및 암석학적 연구. 연세대학교 박사학위 논문, 189p.
- Aoki, K. and Shiba, I., 1973, Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos*, 6, 41-51.
- Bence, A.E. and Albee, A.L., 1968, Empirical corrections factor for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76, 382-403.
- Cameron, M. and Papike, J.J., 1980, Crystal chemistry of silicate pyroxenes. In Prewitt, C.T. (ed.) *Pyroxenes*, *Rev. Mineral.*, 7, 5-92.
- Carmichael, I.S.E., 1967, The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 36-64.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin. London, 450p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1963, *Rock forming minerals. v.4, framework silicates*, Longmans, 435p.
- Ewart, A., 1980, The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In Thorpe, R.S. (ed.) *Orogenic andesites*. 25-95.
- Fodor, R.V. and Keil, K., 1975, Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Haleakala and West Maui volcanoes, Maui, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 173-195.
- Ford, C.E., Russell, D.G., Craven, J.A., and Fisk, M.R., 1983, Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe^{2+} , Ca and Mn. *J. Petrol.*, 24, 256-265.
- Frey, F.A., Garcia, M.O., Wise, W.S., Kennedy, A., Guirriet, P., and Albarede, F., 1991, The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii. Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *J. Geophys. Res.*, 96, 14 347-14375.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag. 390p.
- Grove, T.L. and Bryan, W.B., 1983, Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 293-309.
- Hess, P.C., 1989, *Origins of igneous rocks*. Harvard Univ. Press, 336p.
- Hirokawa, O., 1980, *Introduction to description of vol-*

- canoes and volcanic rocks. Min. Tec. Dev. Centre., Bandung, Indonesia, 132p.
- Huebner, J.S., 1980, Pyroxene phase equilibria at low pressure. In Ribbe, P.H. (ed.) Pyroxenes, *Rev. Min.*, 7, 213-288.
- Juster, T.C., Grove, T.L., and Perfit, M.R., 1989, Experimental constraints on the generation of FeTi basalts, andesites, and rhyodacites at the Galapagos spreading center, 85°W and 98°W. *J. Geophys. Res.*, 94, 9251-9274.
- Lee, M.W., 1982, Petrology and geochemistry of Jeju volcanic Island, Korea. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Series 3*, 15, 177-256.
- Lee, J.S., 1989, Petrology and tectonic setting of the Cretaceous to Cenozoic volcanics of South Korea; geodynamic implications on the East-EurAsian margin. Thesis of Doctor Degree, Universite D'ORLEANS.
- Lindsley, D.H., 1980, Phase equilibria of pyroxenes at pressures >1 atmosphere. In Ribbe, P.H. (ed.) Pyroxenes, *Rev. Min.*, 7, 289-307.
- Liotrad, J.M., Briot, D., and Boivin, P., 1988, Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 81-90.
- Mahood, G.C. and Baker, D.R., 1986, Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkaline basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 251-264.
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 91-104.
- Phillips, W.R. and Griffen, D.T., 1981, Optical mineralogy. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 677p.
- Philpotts, A.B., 1990, Principles of igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Hew Jersey, 498p.
- Ribbe, P.H., 1983, Chemistry, structure and nomenclature of feldspars. In Ribbe, P.H. (ed.) Feldspar mineralogy, *Rev. Min.*, 2, 1-19.
- Roeder, P.L. and Emslie, R.F., 1970, Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29, 275-289.
- Sack, R.O., Walker, D. and Carmichael, I.S.E., 1987, Experimental petrology of alkalic lavas: constraints on cotectics of multiple saturation in natural liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 1-23.
- Spencer, K.J. and Lindsley, D.H., 1981, A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Min.*, 66, 1189-1201.
- Spengler, S.R. and Garcia, M.O., 1988, Geochemistry of the Hawi Lavas, Kohala volcano, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 90-104.
- Stöpler, E. and Walker, D., 1980, Melt density and the average composition of basalt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 7-12.
- Takahashi, E., 1983, Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am. Min.*, 68, 859-879.
- Wass, S.Y., 1979, Multiple origin of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12, 115-132.
- West, H.B., Garcia, M.O., Frey, F.A., and Kennedy, A., 1988, Nature and cause of compositional variation among the alkalic cap lavas of Mauna Kea volcano, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 383-397.
- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, 466p.
- Wright, T.L. and Doherty, P.C., 1970, A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geo. Soc. Am. Bull.*, 81, 1995-2008.

(책임편집 : 노진환)

Mineral chemistry of the volcanic rocks from the northern part of Cheju Island

Jun-Beom Park and Sung-Tack Kwon

*Department of Geology, Yonsei University, Shinchon-dong,
Seodaemun-ku, Seoul 120-749, Korea*

ABSTRACT : We have shown that the volcanic rocks from the northern part of Cheju Island can be divided into high P_2O_5/K_2O (HPK) and low P_2O_5/K_2O (LPK) groups, each with distinct geochemical characteristics(Park and Kwon, 1993a and b). This study reports mineral compositions for plagioclase, olivine, and clinopyroxene in order to see the dependence of mineral chemistry on the whole rock composition, and discusses equilibrium relationships between crystal and liquid. Plagioclase and olivine phenocrysts show no compositional differences for the two rock group. However, Al^{VI}/Al^{IV} ratios of clinopyroxenes suggest that pyroxenes have fractionated at deeper level, and that the LPK group might have fractionated at higher pressure than the HPK group. These are in good agreement with our previous interpretation based on whole rock chemistry(Park and Kwon, 1993a). Although subhedral or euhedral form and homogenous composition for most plagioclase and clinopyroxene phenocrysts suggest equilibrium relationship with liquid, the uncertainties associated with equilibrium constant for these minerals do not allow testing equilibrium relationship between mineral and liquid on the basis of chemistry. On the other hand, olivine phenocrysts in hawaiites, for which K_d is well known, show distinct nonequilibrium relationship with calculated liquid compositions, while those in other rock compositions are in equilibrium. This suggests that magma processes for the hawaiite in Cheju volcano might have been different from those for other rocks. We report for the first time as far as we know plagioclase xenocryst and pigeonite inclusion in plagioclase, which indicates assimilation process. In conclusion, these mineralogical observations imply that magmatic processes underneath the Cheju volcano were not simple.

Key Words : Cheju volcanic rocks, mineral chemistry, equilibrium relationship, plagioclase xenocryst, pigeonite inclusion